

УДК 55(479.2)

С. А. ПАЛАНДЖЯН

О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ ОФИОЛИТОВ
БАЗУМСКОГО ГОРСТА¹

Относительно слабо изученной частью офиолитового пояса Малого Кавказа является его отрезок, обнаженный на северном склоне Базумского хребта, в левобережье среднего и верхнего течений р. Дзорагет (Степанаванский район Армянской ССР). Между тем пространственная ассоциация здесь офиолитов с доальбскими осадочными, вулканогенными и метаморфическими образованиями делает этот отрезок пояса исключительно важным для освещения вопроса о верхней возрастной границе офиолитовой серии. В свете полученных за последние годы геологических данных о доальбском возрасте офиолитов Малого Кавказа [8, 9] изучение их взаимоотношений с доальбскими толщами может способствовать развитию представлений о роли офиолитов в геологической истории альпийской складчатой области юга СССР.

Первые геологические описания района развития офиолитов восточной части Базумского хребта принадлежат И. В. Барканову, С. С. Мкртчяну, К. П. Паффенгольцу и некоторым другим исследователям. Более детальное расчленение доэретичных образований Базумского (Гогаранского) горст-антиклинория произведено А. Т. Асланяном [4], согласно которому среди них выделяются: «черная» свита,лагающая основание разреза и сложенная зеленокаменно измененными основными вулканитами, хлорит-эпидот-амфиболовыми сланцами, филлитовидными пльчатými глинистыми и аспидными сланцами, с подчиненным развитием прослоев и линз пльчатых известняков, обнаженной мощностью до 1000 м; выше следуют отложения «белой» свиты, представленные пльчатými рассланцованными глинистыми кремненными известняками, с редкими прослоями известковистых песчаников, мощностью 800 м. Эти образования перекрываются фаунистически датированными средневерхнеальбскими отложениями, впервые выделенными П. Л. Енремяном в 1956 г. в составе чахчахской свиты. Как «белая», так и «черная» свиты (включая все метаморфические породы) А. Т. Асланяном отнесены к верхней юре на основании параллелизации с мезозойскими разрезами Алавердской и Кафанской тектонических зон.

Дальнейшие исследования П. Л. Енремяна и В. Т. Акопяна показали, что выделенные А. Т. Асланяном стратиграфические единицы могут быть подразделены на несколько частей (свит) каждая. Однако несомненно, что в схеме А. Т. Асланяна четко отражены главные особенности

¹ Печатается в порядке дискуссии.

стратиграфической последовательности дотретичных отложений района—залегание метаморфических и вулканогенных образований в основании разреза и перекрывание их карбонатно-глинистыми отложениями: это обстоятельство подтвердилось при проведенном нами детальном картировании.

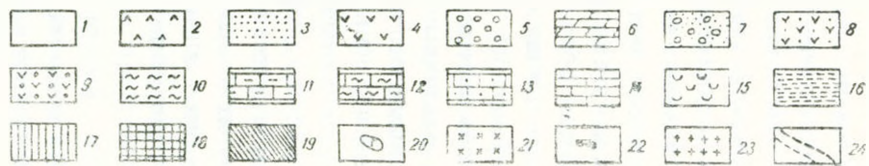
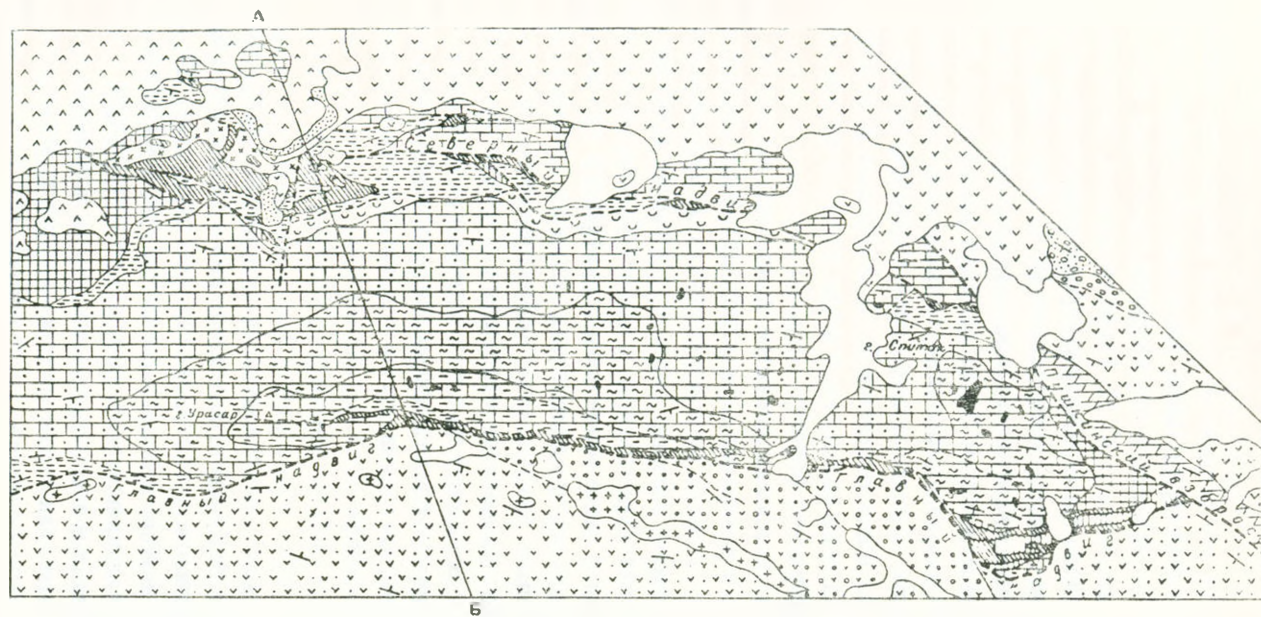
П. Л. Епремяном все осадочные породы Базумского антиклинория, залегающие стратиграфически ниже альбских отложений, отнесены к юре, тогда как метаморфические образования указанный исследователь, вслед за И. В. Баркановым и К. Н. Паффенгольцем, датировал докембрием—палеозоем. Детальное литолого-стратиграфическое изучение мезозойских отложений района произведено В. Т. Акопяном (1961), выделившим здесь нижнесенонские отложения, уточнившим контуры развития альбской толщи, давшим более дробное расчленение терригенно-карбонатной части разреза («белой» свиты), датированной верхней юрой—нижним мелом. Вместе с тем все метаморфические породы и часть вулканогенных были отнесены В. Т. Акопяном к различным свитам нижнего мела, а вулканогенные породы принадлежавшей южного края антиклинория—к эоцену.

Таким образом, наиболее спорным вопросом, имеющим непосредственное отношение к датировке офиолитов, является возрастное (и петрографическое) расчленение метаморфических и вулканогенных пород «черной» свиты, которая в целом (или отдельные ее компоненты) относится различными исследователями к доальпийскому фундаменту, юрским, нижнемеловым и даже эоценовым структурным ярусам. Важно отметить, что при этом все исследователи относят гипербазиты и габброиды к автохтонным интрузивным образованиям, интродуцирующим мезозойские и среднеэоценовые отложения Базумского хребта, и тем самым искусственно отрывают их в возрастном и структурном отношении от других компонентов офиолитовой серии—зеленокаменно измененных вулканитов, яшм, радиоляритов, тесно ассоциирующих с ультраосновными и основными породами.



Во время полевых геологических исследований ультраосновных пород восточной части Базумского антиклинория в 1973 г. нами было произведено крупномасштабное картирование участков развития офиолитов рассматриваемого района и полосы развития «черной» свиты, позволившее уточнить стратиграфическое положение некоторых метаморфических, вулканогенных и ассоциирующих с ними осадочных образований.

Как при полевых, так и при микроскопических исследованиях в составе «черной» свиты отчетливо выделяются три группы пород, четко картирующихся в поле: кристаллические сланцы, офиолиты, слабо метаморфизированные глинистые сланцы и филлиты. Не останавливаясь на деталях вещественного состава, рассмотрим кратко их распространенность и взаимоотношения как между собой, так и с отложениями «белой» свиты.



Фиг. 1. Геологическая карта правобережья верхнего течения р. Дзорагет. Составил С. А. Паланджян, с использованием данных В. Т. Акопяна, И. В. Барканова, П. Л. Епремяна. 1—аллювиально-делювиальные отложения; 2—верхний плиоцен: андезиты, андезито-базальты; 3—верхний плиоцен: песчаники; 4—верхний плиоцен: долеритовые и другие базальты; 5—олигоцен: конгломераты, туфоконгломераты; 6—верхний эоцен: нуммулитовые известняки и песчаники; 7—верхний эоцен: туфопесчаники, туфобрекчии; 8—средний эоцен: туфобрекчии, туфопесчаники, туфы; 9—средний эоцен: порфириды, туфобрекчии; 10—верхний мел—палеоцен: пирокластоиды кислого и среднего состава (на разрезах); 11—нижний сенон: глинистые известняки, алевролиты, известняки, туфы; 12—альб (чахчахская свита): известняки, алевролиты, туфы, туфопесчаники; 13—неоком-апт (спитакская свита): известняки, глинистые известняки; 14—верхняя юра (катнахпюрская свита): метаморфизованные известняки; 15—верхняя юра: свита кислых пирокластических пород; 16—нижняя—средняя юра (арчидзорская свита): глинистые, хлоритовые сланцы, филлиты; 17—доверхнеюрский комплекс офиолитов: диабазы, спилиты, яшмовидные породы, радиоляриты, кремнистые известняки; 18—верхний докембрий: кристаллические сланцы; доверхнеюрские глубинно-магматические породы; 19—серпентинитовый меланж; 20—габброиды; 21—диориты, диоритизированные породы; 22—послесантонские дайки и малые интрузии диабазов, микродиоритов, субщелочных габброидов; 23—эоцен-олигоценные гранодиориты, кварцевые диориты; 24—дизъюнктивные нарушения.

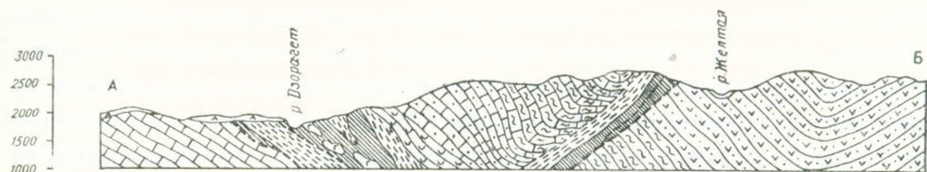


Кристаллические сланцы, представленные кварц-хлорит-слюдистыми, слюдисто-хлоритовыми и другими разновидностями, а также альмандиновыми кварцсодержащими амфиболитами, образуют крупные выходы в верховьях р. Дзорагет (г. Коч-Гырлан и прилегающие участки), где надвинуты с юга на гипербазиты Дзорагетского массива. Другим участком развития кристаллических сланцев является правобережье верховьев р. Тергер; здесь сланцы выступают в виде тектонического клина, приуроченного к узлу пересечения Главного надвига Базумского хребта с Пушкинским взбросом.

Важной особенностью толщи кристаллических сланцев является отсутствие в ней метаморфизованных осадочных пород; она содержит пласты мраморов, хорошо картирующихся, в частности, на западных—юго-западных склонах г. Коч-Гырлан (правый борт ущелья р. Дзорагет). По степени метаморфизма, минеральным ассоциациям рассматриваемые породы сопоставимы с кристаллическими сланцами и амфиболитами других выходов в пределах офиолитового пояса Малого Кавказа (район Амасия, Севанский хребет, бассейн р. Тергер); общей их особенностью является широко развитый зеленосланцевый диафторез, наложенный на метаморфические породы фации гранатовых (альмандиновых) амфиболитов. Это обстоятельство позволяет провести параллель между кристаллическими сланцами офиолитового пояса и породами байкальского метаморфического комплекса.

Другая группа метаморфических образований района представлена значительно слабее метаморфизованными глинистыми, хлоритовыми и хлорит-карбонатными сланцами, филлитами. Эти породы слагают прерывистую полосу, прослеживающуюся от северных склонов г. Спитак на востоке, через ущелья рр. Мец-ару, Арчидзор до правобережья верховьев р. Дзорагет, где южнее г. Коч-Гырлан перекрывают кристаллические сланцы фундамента. Толща глинистых сланцев и филлитов в своем распространении примерно соответствует выделенной В. Т. Акопяном арчидзорской свите, и целесообразно сохранить за ней это название. Слабо метаморфизованные образования арчидзорской свиты по литологическому составу (существенное преобладание глинистых отложений), степени и характеру метаморфизма могут быть отнесены к раннегеосинклинальным отложениям аспидной (сланцевой) формации, часто тесно ассоциирующей с офиолитовой [15].

Породы арчидзорской свиты подстилают различные горизонты «белой» свиты; важно отметить, что отдельные прослои терригенных отложений (алевролитов, песчаников и др.) в карбонатных и глинисто-карбонатных толщах «белой» свиты практически не метаморфизованы, что при полевом картировании позволяет четко отличить их от метаморфизованных глинистых отложений (аспидных и глинистых сланцев, филлитов) арчидзорской свиты. В стратиграфической колонке, разработанной В. Т. Акопяном, арчидзорская свита была помещена выше катнахнурской свиты известняков, поскольку в моноклинально построенном северном краю антиклинория, с падением слоев в южных румбах, выхо-



Фиг. 2. Разрез к геологической карте правобережья верхнего течения р. Дзорагет.

ды пород катнахпюрской свиты составляют его наиболее северную часть. Однако новые наблюдения показали, что архидзорская свита древнее катнахпюрской по следующим причинам:

1. В 4,5 км к западу от сел. Катнахпюр, вдоль грунтовой дороги на животноводческие фермы отчетливо наблюдается налегание известняков катнахпюрской свиты на глинистые сланцы.

2. По всему северному краю восточной части Базумского антиклинория глинистые сланцы и филлиты архидзорской свиты, вместе с офиолитами, представленными здесь главным образом тектонически перетертыми серпентинитами, надвинуты к северу на известняки катнахпюрской свиты. Это надвигание четко наблюдается на широтной седловине между гг. Спитак и Климовой, в 1 км к ЮВ от сел. Катнахпюр (в ложбине верхнего течения первого правого притока р. Мец-ару), в левобережье рр. Мец-ару и Сарван-чай.

Наиболее важную в геологическом отношении группу пород в составе «черной» свиты представляет комплекс зеленокаменно измененных вулканогенных пород и ассоциирующих с ними кремнистых отложений—кирпично-красных слоистых яшмовидных пород, радиоляритов, кремнистых сланцев, кремнистых известняков. Основным участком развития этого глубоководного комплекса являются северные борта ущелий рр. Черной и Желтой, где они выступают узкой линейно-вытянутой полосой в основании Главного надвига, повсеместно ассоциируя с гипербазитами. Согласно существующим представлениям [1, 2], гипербазиты этого участка представляют собой дайки, интродуцирующие зону взбросового нарушения между меловыми и эоценовыми отложениями. Однако детальное картирование показало, что ультраосновные (и локально развитые основные) породы северных бортов ущелий рр. Черной и Желтой по всей полосе своей обнаженности пространственно тесно взаимосвязаны с различными породами отмеченного выше вулканогенно-осадочного комплекса, нигде не выходя за пределы их распространения. Здесь мы встречаемся с типичным примером интенсивно деформированной офиолитовой ассоциации, что совершенно исключает представления о «дайках» или «дайкообразных телах» ультрабазитов. В разрезе южного надвинутого края Базумского горста непосредственно над офиолитами расположены выходы глинистых сланцев архидзорской свиты (наиболее крупные из них известны в левобережье р. Желтой), которые выше сменяются карбонатными отложениями «белой» свиты.

Полоса выходов офиолитов прослеживается на протяжении более 20 км, начиная от района г. Урасар на западе до бассейна правобережья р. Гергер на востоке. Единственный перерыв в их обнаженности на участке слияния рр. Черной и Желтой обусловлен развитием современных аллювиально-делювиальных отложений. Среди отдельных компонентов офиолитовой ассоциации наиболее распространены вулканогенные породы, представленные диабазами, спилитами, интенсивно хлоритизированными; их характерной особенностью является афировый облик, что позволяет даже при полевых наблюдениях четко отличить эти породы от вулканогенных образований эоцена, обладающих порфировым строением. Кремнистые отложения, среди которых преобладают кирпично-красные слоистые яшмы, наиболее развиты южнее—юго-восточнее г. Чахчах, на водораздельном гребне между бассейнами рр. Гергер и Черной, где слагают южное опрокинутое крыло синклинальной складки надвинутого края Базумского горста. Эти образования были выделены П. Л. Епремяном в яшмовую свиту, залегающую в основании мезозойского разреза. Ультраосновные породы представлены главным образом апогарицбургитовыми серпентинитами, в большинстве случаев интенсивно перетертыми, рассланцованными, разбитыми на блоки и отдельные чешуи; часто перетертый серпентинитовый материал заполняет нарушения между блоками вулканогенных образований. Местами в серпентинитах расположены небольшие участки перидотитов (преимущественно клинопироксеновых) и пироксенитов, отличающихся очень свежим обликом. Полоса ультраосновных пород развита с перерывами, в плане выходы ее расширяются на участках более пологого и расчлененного рельефа, что совершенно ошибочно принималось за раздувы ультраосновных даек. Максимальная ширина полосы ультрабазитов наблюдается в ее восточном краю, где комплекс офиолитов вместе с нижнемеловыми отложениями обнажен в опрокинутом залегании; здесь весьма интенсивная тектоническая переработка ультрабазитов проявлена обволакиванием рассланцованными серпентинитами эллипсоидальных сглаженных блоков перидотитов, угловатых отторженцев и растасканных дайкообразных выходов габброидов; в серпентиниты включены крупные блоки и пластины сильно деформированных глинистых сланцев. Таким образом, полоса ультрабазитов южного края Базумского антиклинория, приуроченная к Главному надвигу, представлена мономиктовым серпентинитовым меланжем [14], ассоциирующим с другими компонентами офиолитовой серии, также интенсивно деформированными, однако сохранившими пространственную индивидуализацию.

Другая полоса ультрабазитов развита по северному краю восточной части Базумского антиклинория и, как отмечено выше, приурочена к основанию надвига; здесь прерывистая цепочка ультрабазитовых выходов представлена крупным Дзорагетским массивом (сложенным апогарицбургитовыми серпентинитами, перидотитами с локально развитыми габброидами, окаймленными с севера полосой пород диоритового состава гибридно-метасоматического облика), а также мелкими линзо-

видными телами расчлененных серпентинитов как к западу, так и к востоку от массива; наиболее восточные выходы серпентинитов выявлены нами на седловине между массивами гг. Климовой и Сиптак. Другие компоненты офиолитов имеют совершенно подчиненное развитие: вулканогенные породы встречены в левобережье р. Мец-ару и по южному краю Дзорагетского массива, кирпично-красные яшмы—в гребневой части левого борта ущелья р. Арчидзор (в 1 км к ЮЮЗ от кочевки сел. Агек).

Таким образом, группа вулканических, метаморфических и осадочных пород «черной» свиты сложена гетерогенными образованиями различного возраста—кристаллическими сланцами фундамента, офиолитами и породами аспидной (сланцевой) формации. Выше по разрезу располагаются отложения «белой» свиты, расчлененные В. Т. Акоюном: катнахпурская свита верхней юры—нижнего мела (метаморфизованные известняки); несокомские образования: свита кислых пирокластолитов (свита «дацитовых порфиритов», по В. Т. Акоюну), спитажская свита (известняки с редкими прослоями терригенных отложений); они перекрыты карбонатно-глинистыми отложениями альба (чахчахская свита) и нижнего сенона.

*

В тектоническом отношении полоса развития мезозойских образований правобережья р. Дзорагет слагает горстовую структуру (обращенный синклиниорий по А. Т. Асланяну [4]), восточный край которой представляет собой тектонический узел разноориентированных и разновозрастных разломов; он отнесен К. А. Мкртчяном к структурам типа «клиньев» и, по представлениям указанного исследователя, «на глубинах, доступных для построения разрезов, оказывается лишенным основания».

Региональное нарушение, ограничивающее с юга Базумский горст, представляет собой секущий взбросо-надвиг (известный под названием Главного надвига), амплитуда которого превышает 1 км [4]. Несомненно, важную роль в его формировании сыграл высокопластичный серпентинитовый меланж, залегающий в основании надвинутого южного края Базумского горста. Последний имеет резко асимметричное строение: моноклинально построенный разрез его северной части, имеющий падение в южных румбах на значительном протяжении вкрест простирания структуры, с приближением к зоне Главного надвига интенсивно деформируется с образованием приразломной синклинали (осложненной изоклинальной складчатостью), южное крыло которой местами опрокинута (правобережье р. Черной, южный склон г. Чах-чах). Это опрокидывание обусловлено крутым положением плоскости взбросо-надвига (порядка 50—70° к северу) и, по-видимому, активной ролью лежащего крыла, его последующим глыбовым поднятием в заключительные фазы развития структуры. Главный надвиг представляет собой дискордантное нарушение, между породами всяческого крыла (офиолиты, мезозойские терригенно-карбонатные толщи, падающие в целом к северу под

углами $50-80^\circ$) и лежащего крыла (вулканогенно-пирокластические отложения среднего эоцена, с падением к югу—юго-западу под углами $35-40^\circ$, местами до 60°) наблюдается резкое азимутальное несогласие.

Моноклиальная структура большей части Базумского горста в пределах рассматриваемого района обусловлена его чешуйчатым строением, которое отмечалось К. Н. Паффенгольцем [12]. Проведенное нами картирование позволило проследить линию основного надвига, осложняющего строение мезозойского разреза. Этот надвиг, который мы предлагаем назвать Северным, прослеживается от левобережья верхнего течения р. Дзорагет (где он фрагментарно обнажается из-под базальтоидов и песчаников верхнего плиоцена) к востоку через ущелье и правобережье р. Дзорагет, среднее течение рр. Мец-ару (в 2,5 км к ЮЗ от сел. Катнахпюр), Белая (в 1 км к югу от вершины г. Борисова) на седловину между гг. Спитак и Климовой и до верховьев р. Арманис. По этой линии гипербазиты (и диориты) Дзорагетского массива, глинистые сланцы и филлиты архидзорской свиты надвинуты на известняки катнахпюрской свиты. Важно подчеркнуть, что, как отмечалось выше, и восточнее Дзорагетского массива линия надвига во многих местах трассируется линзообразными выходами развальцованных серпентинитов (наиболее западные из них выявлены в южном краю Арманисского рудного поля). Центральный отрезок этого нарушения был впервые описан И. В. Баркановым, подчеркнувшим приуроченность к нему линейновытянутого серпентинитового тела и минерального источника южнее сел. Катнахпюр; более детально нарушение прослежено И. Л. Епремяном. В западной части района параллельно Северному надвигу расположены два аналогичных нарушения: по северным склонам г. Коч-Гырлан кристаллические сланцы надвинуты на южный край Дзорагетского гипербазитового массива, далее к востоку линия нарушения срезается меридиональным сбросо-сдвигом, проходящим по ущелью р. Арчидзор (правый приток р. Дзорагет); крайнее северное нарушение, по которому глинистые сланцы (с развальцованными серпентинитами в основании) надвинуты на известняки катнахпюрской свиты, обнажено в левобережье р. Сарван и, покрываясь плиоценовыми базальтоидами, вновь выходит в ущелье р. Дзорагет, прослеживаясь далее до восточных окраин сел. Катнахпюр.

Возраст Главного надвига определяется как послесреднеэоценовый. Северный надвиг, по-видимому, значительно древнее, поскольку обусловленная им чешуйчатая моноклиальная структура деформируется в процессе формирования Главного надвига. Формирование Северного надвига предположительно можно связать с предверхнемеловыми тектоническими фазами, которым соответствует одна из главных стадий формирования офиолитового меланжа [13].

С востока Базумский горст ограничен Пушкинским (название по сел. Пушкино) взбросом, косо срезающим оба надвига, с юго-западным падением под углом 80° . Этот взброс, представляющий собой одну из наиболее молодых дизъюнктивных структур района, является северо-за-

падным окончанием крупного надвига, протягивающегося далеко к востоку; в районе гор Дилижана устанавливается его посленижнемиоценовый возраст [6]. Участок сочленения Пушкинского взброса с Главным надвигом характеризуется наиболее сложной и напряженной тектоникой; здесь породы всяческого бока представлены кристаллическими сланцами (в том числе, по данным И. В. Барканова, кварцево-гранатовыми амфиболитами), местами чешуйчато чередующимися с мезозойскими метаморфизованными отложениями, в которых А. Т. Асланяном [4] обнаружен экземпляр белемита.

Исследователи, принимавшие интрузивную природу гипербазитов в доступных полевых исследованиях структурных этажах, неоднократно подчеркивали локализацию ультраосновных пород Базумского хребта в ядерных частях антиклинальных складок [1, 2 и др.]. Между тем приведенное выше краткое изложение геологической структуры района отчетливо вырисовывает иную тектоническую позицию офиолитов: во всех участках обнажения они приурочены к основаниям разновозрастных надвигов, залегая в нижней части мезозойского разреза в виде номинктового меланжа.

Палеогеография западной части Присеванской зоны в период формирования офиолитов представляет собой самостоятельную проблему, требующую углубленного исследования; по-видимому, зона представляла собой значительно более обширный бассейн по сравнению с полосой офиолитов в современной структуре, в пользу чего свидетельствуют, в частности, выходы офиолитов южнее Главного надвига Базумского горста, в районе сел. Кармракар (Ширакский хребет, западное исследованного района).



Определение возраста офиолитов Базумского хребта затруднено отсутствием однозначных палеонтологических данных; поэтому при датировке доальбских свит рассматриваемого района исследователи его геологии исходили из параллелизации с разрезами расположенной севернее Сомхето-Карабахской тектонической зоны [4]. Для определения верхней возрастной границы офиолитов и тесно ассоциирующей с ними арчидзорской свиты глинистых сланцев-филлитов (блоки которой участвуют в строении меланжа) важное значение имеет стратиграфическое расчленение карбонатных свит доальбского возраста.

Известняки спитакской свиты, содержащие редкие остракоды нижнемелового облика, датированы В. Т. Акопяном [3] неокомом-аптом. Что касается известняков катнахпюрской свиты, метаморфизованных и дислоцированных более интенсивно, то, несомненно, следует согласиться с отнесением их к верхней юре, что вытекает из региональных сопоставлений А. Т. Асланяна [4] и не отрицается В. Т. Акопяном. Можно отметить, что верхнеюрские отложения восточной части офиолитового пояса в пределах Сарыбинского синклинария, согласно Э. Ш. Шихалибеги [16], представлены образованиями известняково-пирокластической

формации (известняково-туфогенная, карбонатная и широкластическая андезит-дацитовая субформации), с отдельными толщами которой, по-видимому, могут быть сопоставлены катнахюрская и свита кнелых широкластолитов дацитового состава; этот вопрос, однако, требует специальной разработки.

Эти данные позволяют считать, что офиолиты и сланцы архидзорской свиты относятся к доверхнеюрским образованиям. Их возрастная близость с доальбскими карбонатными отложениями, предполагавшаяся на основании отсутствия между ними структурного несогласия, не является очевидной, поскольку моноклинальное строение северного края Базумского горста обусловлено его чешуйчатой структурой. Против фациально-формационной параллелизации рассматриваемых отложений с верхнеюрскими разрезами Сомхето-Карабахской и Кафанской тектонических зон [4] свидетельствует их различная формационная принадлежность и, следовательно, совершенно разные условия формирования. Вулканогенно-осадочные комплексы офиолитов Базумского и Севанского хребтов представляют собой глубоководную ассоциацию с преобладающим развитием диабазов, силлитов, кремнистых известняков, радиаритов и яшм (вулканогенно-кремнистая группа формаций), характерную на Малом Кавказе только для офиолитовых поясов; наоборот, верхнеюрские вулканические отложения Сомхето-Карабахской и Кафанской зон относятся к дифференцированной андезит-дацит-липаритовой и вулканогенно-обломочной формациям [7], с существенной ролью широкластических образований, при этом отложения оксфорд-кимериджа рассматриваемых зон характеризуются мелководной фауной [4]. По тем же причинам трудно согласиться с корреляцией А. Л. Киппера [10], согласно которому «юрские андезит-базальтовые серии Сомхето-Агдаской и Карабахской зон в южном направлении замещаются силлит-диабазовым комплексом Севано-Акеринской зоны, а карбонатно-кремнистые серии титона-валанжина Карабахской зоны переходят в красные яшмы Севано-Акеринской зоны». При определении верхней возрастной границы офиолитов необходимо учесть также принадлежность верхнеюрских и нижнемеловых отложений Малого Кавказа к единому структурному этажу [5], внутри которого невозможно поместить тектонические события, сопровождающие формирование офиолитов, что не позволяет считать последние стратиграфическими аналогами верхнеюрских толщ соседних тектонических зон.

На основании изложенных выше фактов и соображений, можно представить следующую восходящую последовательность доальбских отложений Базумского горста:

1. Верхний докембрий—кристаллические сланцы и амфиболиты.
2. Доверхнеюрские офиолиты.
3. Доверхнеюрские отложения аспидной (сланцевой) формации—архидзорская свита (глинистые сланцы, филлиты).
4. Верхняя юра—катнахюрская свита (метаморфизованные известняки).

5. Верхняя юра—свита кислых пирокластических пород.
6. Неоком-ант—спитакская свита (известняки, глинистые известняки).

Совершенно очевидно, что разрез доальбских отложений района нуждается в более детальном биостратиграфическом и литолого-петрографическом исследовании, учитывающем чешуйчатое строение Базумского горста.



Изложенные выше данные, а также вытекающие из них представления о доверхнеюрском возрасте офиолитов Малого Кавказа, свидетельствуют о том, что они участвовали в геологическом развитии региона уже в раннеальпийском этапе его эволюции. Существующие предположения о юрско-неокомском возрасте «эффузивно-радиоларитовой» части офиолитовой ассоциации Малого Кавказа (А. Л. Книппер, М. А. Кашкай, С. Д. Соколов) не противоречат высказанному мнению, поскольку ее верхнеюрско-неокомская датировка не обоснована представительным палеонтологическим материалом и предполагается лишь на основании родовых определений радиоларитов. Тем не менее не исключено, что некоторая часть глубоководных отложений и стратиграфически взаимосвязанных с ними вулканитов формировалась позже основной части разреза вулканогенно-осадочной серии офиолитовой ассоциации; их накопление могло происходить в глубоководных желобах, примыкающих к Сомхето-Карабахской тектонической зоне. Эта часть разреза должна была испытать влияние метаморфического фундамента и базальт-андезит-липаритового вулканизма указанной зоны.

Два обстоятельства позволяют оценить роль офиолитов Малого Кавказа в раннегосинклинальном этапе развития: 1) в современной структуре региона полоса офиолитов приурочена к южному ограничению Сомхето-Карабахской зоны, характеризовавшейся в рассматриваемом этапе интенсивным базальт-андезит-липаритовым вулканизмом, аналогичным вулканизму островных дуг; 2) система надвигов и взбросов, контролирующая современное распределение офиолитов, формировалась, начиная с верхнего эоцена, при движении так называемой «Армянской» зоны к северу (подвиг, установленный К. Н. Паффенгольцем). Совершенно очевидно, что эти надвиги являются лишь отражением в средне-верхнеальпийских структурных этажах более крупной глубинной структуры, падающей к северу. Сохранение преобладающего плана деформаций на Малом Кавказе в течение юры-верхнего эоцена позволяет считать, что северное движение участков коры, располагающихся южнее указанной глубинной структуры, имело место и в раннеальпийском этапе развития. Можно предпологать, что вдоль этой региональной структуры, представлявшей собой мезозойский аналог современных зон Бенъофа, происходило интенсивное поглощение океанической коры, пододвигание офиолитов под фундамент Сомхето-Карабахской зоны, обусловившее базальт-андезит-липаритовый вулканизм последней. В свете этой трактовки сле-

дует допустить добайоевский возраст гипербазитов и вулканитов офиолитового пояса Малого Кавказа, что подтверждается и фактическими данными по гипербазитам [11].

Кавказская лаборатория региональных
геологоэкономических исследований
ВНЭМС-а

Получила 19.XII.1974.

Ս. Ա. ՓԱԼԱԶՅԱՆ

ԲԱԶՈՒՄԻ ԶՈՐԱՍԻ ՕՖԻՈԼԻՏՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԴԻՐՔԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Բազումի հորատի օֆիոլիտները տարածականորեն տեղադրված են վրաշարժային խախտումներում և կազմում են վրաշարժված թևի հիմքը: Օֆիոլիտները ներկայացված են մոնոմիկտային մեկանժով և ծածկված են վերին յուրայի, ստորին կալվճի և ստորին սենոնի կարբոնատային-տերրիգեն հաստվածքներով: Այդ տվյալները վկայում են, որ բայոսում, վաղ-գեոսինկլինալային հրաբխականության ժամանակ, օֆիոլիտները արդեն մասնակցել են Փոքր Կովկասի երկրաբանական ընդգայմանը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. К геологии и петрохимии ультраосновных и основных интрузивных пород Базумского и Ширакского хребтов Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXII, № 2, 1969.
2. Абовян С. Б., Костанян Ю. А. Интрузивы Присеванского пояса. Геология СССР, т. XLIII. Армянская ССР (геологическое описание). «Недра», М., 1970.
3. Акопян В. Т. Меловая система. Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР (геологическое описание). «Недра», М., 1970.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
5. Асланян А. Т. Тектоника. Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР (геологическое описание). «Недра», М., 1970.
6. Габриелян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т., Арзуманян С. К., Вегуни А. Т., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР (объяснительная записка). «Митк», Ереван, 1968.
7. Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. И., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 1—2, 1968.
8. Керимов Г. И., Гасанов Т. Аб. Геологическое развитие и магматизм Шахдагского синклиория (Малый Кавказ) Сов. геология, № 6, 1972.
9. Книппер А. Л. Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа. Геотектоника, № 5, 1971.
10. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области Юга. Европы, Западной части Азии и Кубы. «Наука», М., 1975.
11. Морковкина В. Ф., Арутюнян Г. С. О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта (Армения). Известия АН СССР, сер. геол., № 11, 1971.
12. Паффенгольц К. И. Докембрий Кавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 5—6, 1967.
13. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.

14. *Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Структурная эволюция габбро-гипербазитового комплекса складчатых поясов. В кн. «Пробл. петрологии гипербазитов складч. областей», Новосибирск, 1973.
15. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. «Недра», М., 1973.
16. *Шихалибейли Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). т. 2. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1966.